



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 [이용허락규약\(Legal Code\)](#)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

[Disclaimer](#)

공학석사 학위논문

주파수 영역 완전 파형 역산에서
물 층 탄성과 속도의 영향

Influence of sound speed in water column
on the frequency domain full waveform
inversion

2017년 8월

서울대학교 대학원

에너지시스템공학부

윤 여 랑

초 록

해양 탐사를 할 때, 탄성파는 지층에 도달하기 전에 물 층을 통과한다. 따라서 기록되는 탄성파는 물 층 특성의 영향을 받은 자료이다. 하지만 해양 지층의 속도 모델을 얻기 위한 역산을 수행할 때, 대부분의 경우 물 층에서의 탄성파 속도는 고려하지 않고 물 층에서의 탄성파 속도를 상속도로 고정하고 역산을 수행한다. 이것은 탄성파가 받은 물 층의 영향을 왜곡하는 것이라 역산에 악영향을 미칠 수 있다.

본 연구에서는 해양 탐사 자료를 이용하여 해양 지층의 속도 모델을 얻을 때, 물 층에서의 탄성파 속도를 아는 것의 필요성을 검증하기 위해 몽크의 해양 탄성파 속도 프로필을 실제 속도라고 가정하였다. 몽크의 프로필은 깊이에 따라 변하는 바닷물의 온도와 염분을 이용하여 이론적으로 바닷물에서의 탄성파 속도를 계산한 것이다. 따라서 이 실험에서는 몽크의 속도 프로필을 실제 물 층에서의 탄성파 속도로 사용하였다. 그 후 초기 모델에 물 층에서의 탄성파 속도를 상속도로 정하고 사용한 경우와 실제 물 층의 속도를 사용한 경우를 비교하였다. 두 방법을 비교하기 위해 두 가지 방법을 사용한 초기 모델로 역산을 수행했고 그 결과를 속도 모델 비교, 특정 위치에서의 송신원에 대한 사이즈모그램 비교, 주시 곡선 비교, 실제 모델과의 오차 비교의 방법을 사용하여 비교하였다.

연구결과로부터 물 층에서의 탄성파 속도를 상속도로 정하고 역산하는 경우보다 물 층에서의 탄성파 속도를 실제 속도로 사용한

경우가 역산의 결과가 더 좋은 것을 확인할 수 있었다. 먼저 역산 결과를 살펴보면, Case 1이 실제 모델과 더 가까웠다. 특히 속도 모델의 정량적 오차를 계산한 결과가 얕은 물 층의 경우 Case 1이 110.4757, Case 2가 116.4328이고 깊은 물 층의 경우 Case 1이 92.1426, Case 2가 119.7132로 두 경우 모두 Case 1에서 오차가 더 작았다. 또, 사이즈모그램에서 관찰할 수 있었던 반사파의 도착 시간도 Case 1에서 더 잘 맞았으며 후기 시간대의 잡음도 Case 1이 실제 모델과 더 유사했다. 마지막으로 주시 곡선을 비교한 결과도 Case 1이 실제 모델과 더 유사한 것을 확인할 수 있었다.

이로써 해양 탐사 자료를 역산하는 경우에는 물 층에서의 탄성과 속도를 알면 역산 결과가 더 좋아지는 것을 확인했고, 추후에는 실제 물 층의 속도로 이용할 수 있는 속도 프로필에 대한 해양학적 연구가 필요할 것이다.

본 실험에서 사용한 인공 합성 자료는 Marmousi 모델이다.

주요어: 완전 파형 역산, 물 층, 해양 탐사, 초기 모델, 뭉크 프로필.

학 번: 2015-22946

목차

초록	i
1. 서론	1
2. 배경 이론	3
2.1. 뭉크의 속도 프로파일	3
2.2. 완전 파형 역산	5
3. 연구 방법	9
4. 연구 결과	11
4.1. 얕은 물 층 모델	11
4.2. 깊은 물 층 모델	22
5. 결론	34
6. 참고문헌	36
Abstract	39

그림 목차

Figure 1. Marmousi model with seawater profile of Munk. This is used as true model in this research. The water depth is 450m.	13
Figure 2. Initial model which is made with real seawater (top) and inversed model using the initial model with real seawater profile (bottom); Case 1 (Shallow case) ..	14
Figure 3. Initial model which is made with seawater of constant value(top) and inversed model using the initial model with seawater velocity of constant value (bottom); Case 2 (Shallow case)	15
Figure 4. Seismogram of true model with seismogram of the first case on both sides. The source is located at 2/3 point of the model. (Shallow case)	16
Figure 5. Seismogram of True model with seismogram of the second case on both sides. The source is located at 2/3 point of the model. (Shallow case)	17
Figure 6. Traveltime curve when the source is located at 2/3 point of the model; True model. (Shallow case) ...	18
Figure 7. Traveltime curve when the source is located at 2/3 point of the model; Case 1. (Shallow case)	19

Figure 8. Traveltime curve when the source is located at 2/3 point of the model; Case 2. (Shallow case)	20
Figure 9. Difference of traveltime between true model and Case 1 (top) and difference of traveltime between true model and Case 2(bottom). (Shallow case)	21
Figure 10. Marmousi model with seawater profile of Munk. This is used as true model in this research. The water depth is 1500m.	25
Figure 11. Initial model which is made with real seawater (top) and inversed model using the initial model with real seawater profile (bottom);Case 1 (Deep case) ...	26
Figure 12. Initial model which is made with seawater of constant value (top) and inversed model using the initial model with seawater velocity of constant value (bottom); Case 2 (Deep case)	27
Figure 13. Seismogram of true model with seismogram of the first case on both sides. The source is located at 2/3 point of the model. (Deep case)	28
Figure 14. Seismogram of True model with seismogram of the second case on both sides. The source is located at 2/3 point of the model. (Deep case)	29

Figure 15. Traveltime curve when the source is located at 2/3 point of the model; True model. (Deep case)	30
Figure 16. Traveltime curve when the source is located at 2/3 point of the model; Case 1. (Deep case)	31
Figure 17. Traveltime curve when the source is located at 2/3 point of the model; Case 2. (Deep case)	32
Figure 18. Difference of traveltime between true model and Case 1 (top) and difference of traveltime between true model and Case 2 (bottom). (Deep case)	33

표 목차

Table 1. Differences between inversion results and real model calculated using eq(13) in shallow water case.···	12
Table 2. Differences between inversion results and real model calculated using eq(13) in deep water case.	24

1. 서 론

해양 탐사 자료를 역산하는 경우, 속도 모델에는 물 층이 포함되어 있다. 그래서 초기모델에도 역시 물 층이 포함되어 있다. 따라서 물 층의 깊이, 물 층에서의 탄성과 속도를 아는 것은 중요하다. 하지만 물 깊이와는 다르게 보통 물 층에서의 탄성과 속도는 시시각각 변하기 때문에 얻기 힘들다. 그래서 보통 사용하는 방법은 물 층에서의 탄성과 속도를 일정한 숫자의 상속도로 정해놓고 초기 모델을 구축하고 역산을 수행하는 방법이다. 실제로 많은 연구에서는 이 방법을 사용한다. 하지만 물은 깊이와 수평적 위치에 따라 온도와 밀도가 다르기 때문에 물 층에서 탄성과의 속도는 일정하지 않다. 이것은 탄성파가 지층을 통과하기 전 물 층을 통과하면서 물의 온도와 밀도에 의한 영향을 받게 되기 때문이다. 즉, 탄성과 탐사 자료는 물 층의 속성의 영향을 받은 상태이다. 이 상태에서 초기 모델의 물 층 속도를 상속도로 가정하고 사용하는 것은 물 층의 영향을 완전히 제거하는 것이 아니라 물 층의 영향을 왜곡하는 것이다. 이는 역산의 결과를 왜곡하는 결과를 초래할 것이다.

MacKay(2003)은 해양 탄성과 자료를 취득할 때 시간 차와 해수의 물성 변화로 발생하는 오차를 문제로 제시하면서 경로 시차 보정 전에 동보정을 수행하여 물 층 속도의 왜곡으로 인한 오차를 줄이는 방법을 제안했다. Han(2012)은 물 층의 속도가 깊이에 따라 변화한다는 점이 속도 모델의 구조 보정 시각화에 미치는 영향을 관찰하는 실험을 진행했다. 물 층의 속도를 상속도로 정한

경우와 실험적인 식을 이용하여 깊이에 따른 물 층에서의 음파 속도를 결정짓고 두 경우의 탄성과 주시, 음파의 경로, 진폭 오차를 계산하고 분석하였다. Kumar(2015)는 시간과 깊이에 따라 변하는 물 층에서의 탄성과 속도를 예측하여 물 층에서의 탄성과 속도의 영향을 보완하는 방법을 제시하였다.

본 연구에서는 몽크의 물 층 속도 프로필을 바닷물에서의 실제 탄성과 속도 프로필이라고 가정하고 이것을 이용해 인공합성 속도 모델에서 탄성파의 거동을 모델링한 후, 물 층 속도가 상속도인 초기 모델과 실제 속도를 사용한 초기 모델로 각각 역산을 수행하고 그 결과를 비교하였다. 또, 물 층의 깊이를 다르게 하여 깊이에 따른 물 층의 영향을 비교하였다.

2. 배경 이론

2.1. 뭉크의 속도 프로파일

바다를 탄성파가 전파되는 매질이라고 생각하면 바다는 아래는
해저면, 위는 해수면으로 된 매질이다. 그런데 이 때 물에서의
탄성과 속도는 지각과 달리 온도, 염도, 압력에 따라 달라진다.
그리고 이 세 요소는 시간, 계절에 따라 변하는 태양의 고도와 각종
해류의 영향 등으로 인해서 계속해서 변한다. 따라서 물 층의
속도는 정확한 값을 지정할 수 없다. 하지만 이 세 요소는 모두
깊이의 영향을 받는다는 점을 이용해서 이론적인 식을 계산할 수
있다.

뭉크 프로파일은 이상적인 해양 음속도 프로파일로 음속에 영향을
미치는 요소들의 깊이에 대한 의존성을 반영하였고 깊은 물 속
음파의 전파 특징을 가장 잘 묘사할 수 있게 해준다(Munk, 1974).
해당 식은 다음과 같다.

$$c(z) = 1500.0[1.0 + \varepsilon(\tilde{z} - 1 + e^{-\tilde{z}})] \quad (1)$$

$$\tilde{z} = \frac{2(z - z_c)}{z_c} \quad (2)$$

여기서 값 ε 는 perturbation 상수로

$$\varepsilon = 0.00737$$

이다. 여기서 \bar{z} 는 조정 깊이이고 z_c 는 음속이 최소가 되는 깊이로 SOFAR Channel depth 라고도 한다. 주로 1000~1500m사이의 값을 가진다. 해당 실험에서는 SOFAR 깊이로 1300m를 사용하였다.

극지방과 같은 곳에서는 태양의 고도가 거의 변하지 않기 때문에 음속도가 깊이에 비례하는 형태를 보인다.

2.2. 완전 파형 역산

완전 파형 역산은 물리 탐사 자료로부터 지하 매질의 속도 정보를 얻고 지하 매질의 구조를 이미징하는 기술이다. Lailly (1983)과 Tarantola (1984)가 수반행렬방법(adjoint state method)을 제안한 이후로 역산에 대한 다양한 연구들이 수행되었다. 완전 파형 역산은 관측된 파동장과 전향 모델링으로 얻은 모델링 파동장 사이의 잔차를 최소화하는 방향으로 매질의 속성을 반복적으로 갱신하는 알고리즘이다. 가우스-뉴턴 방법에 기반한 주파수 영역 완전파형 역산은 관측 파동장과 전향 모델링에서 얻은 모델링 파동장을 주파수 영역으로 변환시킨 뒤 둘 사이의 잔차를 최소화시키는 방향으로 속도 모델을 갱신한다(Pratt et al. 1998).

역산에서는 관측 데이터와 모델링 값의 잔차가 최소가 되는 모델 파라미터를 찾는다. 이 때 전역 최솟값을 찾기 위해 사용되는 목적함수 $E(\mathbf{m})$ 은 다음과 같다.

$$E(\mathbf{m}) = \frac{1}{2}(\tilde{\mathbf{u}} - \tilde{\mathbf{d}})^T(\tilde{\mathbf{u}} - \tilde{\mathbf{d}}) \quad (3)$$

$\tilde{\mathbf{u}}$ 과 $\tilde{\mathbf{d}}$ 는 각각 주파수영역에서의 모델링된 파동장과 관측된 파동장이다. 식 (3)을 이용하여 \mathbf{k} 번째 변수 \mathbf{m}_k 에 대한 목적함수의 그래디언트는 다음과 같다.

$$\frac{\partial E(\mathbf{m})}{\partial m_k} = \text{Re}[\mathbf{J}_k^T \tilde{\mathbf{r}}] \quad (4)$$

$$\mathbf{J}_k = \frac{\partial \tilde{\mathbf{u}}}{\partial m_k} \quad (5)$$

$$\tilde{\mathbf{r}} = \tilde{\mathbf{u}} - \tilde{\mathbf{d}} \quad (6)$$

여기서 \mathbf{J}_k 는 편미분 파동장이고 $\tilde{\mathbf{r}}$ 은 잔차이다. 하지만 편미분 파동장의 계산량이 매우 크기 때문에, 수반행렬방법 (Lailly, 1983)을 사용한다.

주파수 영역에서 파동의 전파는 다음 식처럼 주어진다.

$$\mathbf{S}\tilde{\mathbf{u}} = \tilde{\mathbf{f}} \quad (7)$$

\mathbf{S} 는 복소 임피던스 행렬이고 $\tilde{\mathbf{f}}$ 는 주파수 영역에서의 송신원 파형이다. 이 식은 \mathbf{k} 번째 모델 변수인 m_k 에 대해 편미분하여 정리하면 다음과 같이 된다.

$$\frac{\partial \tilde{\mathbf{u}}}{\partial m_k} = -\mathbf{S}^{-1} \frac{\partial \mathbf{S}}{\partial m_k} \tilde{\mathbf{u}} = -\mathbf{S}^{-1} \mathbf{v}_k \quad (8)$$

\mathbf{v}_k 는 가상 송신원이다. 이것을 사용해서 그래디언트를 다시 표현하면 다음과 같이 된다.

$$\frac{\partial E(\mathbf{m})}{\partial \mathbf{m}_k} = Re[\mathbf{v}_k^T (\mathbf{S}^{-1})^T \tilde{\mathbf{r}}] \quad (9)$$

가우스-뉴턴 방법을 사용할 때, 그래디언트와 근사 헤시안(\mathbf{H}^a)을 이용하여 k 번째 모델 업데이트량을 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$\Delta \mathbf{m}_k = -\mathbf{H}_k^{a-1} \mathbf{g} \quad (10)$$

이 때, 근사 헤시안(\mathbf{H}^a)의 계산량이 매우 크기 때문에 이 대신에 수도 헤시안(Shin et al., 2001)을 사용한다. 다음은 이를 이용해 계산된 모델의 업데이트량이다.

$$\mathbf{m}_k^i = -\mathbf{H}_k^{p-1} \mathbf{g} \quad (11)$$

하지만 보통 식 (11)의 업데이트량을 사용하지 않고 모델이 국지적 최소점에 도달하는 것을 막기 위해 다양한 정규화 방법을 사용한 업데이트량을 사용한다. 이 실험에서는 정규화 방법으로 L2 놈을 사용했다. i 번의 반복을 거친 모델 변수는 다음과 같다.

$$\mathbf{m}_k^i = \mathbf{m}_k^{i-1} - \alpha \mathbf{m}_k^i \quad (12)$$

여기서 α 는 도약거리이다.

단일 주파수가 아닌 주파수 그룹을 이용하여 역산을 수행할 때는 먼저 그룹 내의 각각의 주파수에 대해 목적 함수와 그래디언트를 계산한다. 그리고 나서 그래디언트를 합산한 값을 주파수 그룹의 그래디언트로 정하고 그 값을 모델 업데이트에 이용한다.

3. 연구 방법

본 연구에서는 역산을 수행할 때 실제 모델의 물 층 속도를 아는 것의 필요성에 대해 검증하기 위해 몽크의 속도 프로필을 실제 물 층의 속도라고 가정하고 마모시 모델의 물 층 속도로 몽크 프로필을 사용하였다. 이 때 물 층의 두께는 450m를 사용했다. 만들어진 속도 모델로 모델링한 후 물 층 속도 프로필이 다른 두 종류의 초기 모델을 사용하여 역산을 수행한다. 역산에 사용한 주파수 대역은 0.1~15.0를 0.1 간격으로 사용했다. 이것은 좁은 주파수 간격과 넓은 주파수 대역을 사용함으로써 역산 결과에 주파수가 미치는 영향을 적게 하고 물 층의 물성에 의한 영향을 상대적으로 강조하기 위함이다. 그리고 물의 깊이에 따라 받는 영향이 달라지는지 관찰하기 위해 마모시 모델의 450m 물 층이 본 연구에서의 SOFAR 깊이인 1300m보다 깊은 1500m로 늘어난 경우의 실험도 진행한다. 역산 후 초기 모델의 물 층에 어떤 프로필을 사용하였는지에 따른 역산 결과를 여러 가지 방법을 사용하여 비교한다. Case 1에서는 물 층의 속도로 실제 물 층의 속도를 사용하고 Case 2에서는 물 층의 속도를 상속도로 고정하여 사용하였다. 이 때, Case 2에서 사용한 속도는 1500m/s를 사용하였는데 이것은 보통 해양에서의 음속이 1480~1530m/s인 것을 고려하여 결정하였다. 가장 먼저, 두 Case의 역산 결과로 얻은 속도 모델을 가시적으로 비교해 본다.

그리고 두 역산 결과의 수치적 비교를 위해 식 (13)을 이용해 두

모델과 실제 모델 사이의 오차를 계산하고 오차를 비교하였다. 이 때, 물 층의 속도는 다르게 고정해두었기 때문에 물 층의 속도 값은 제외하고 계산하였다. 또, 실제모델의 사이즈모그램과 두 역산 결과 모델의 사이즈모그램을 비교하여 어떤 초기모델이 역산결과를 더 잘 찾아내는지 확인하였다. 사이즈모그램을 비교할 때는 반사파의 도착 시간과 반사파의 기울기로부터 얻은 반사파의 속도를 비교하기 위해 실제 모델로부터 얻은 사이즈모그램의 양 옆에 역산 결과로부터 얻은 사이즈모그램을 붙여보았다. 이 때 사이즈모그램은 송신원이 전체 매질의 2/3지점에 존재하는 경우를 비교하였다. 마지막으로 에이코날 방정식을 이용하여 전체 매질의 2/3 지점에 송신원이 존재하는 경우의 탄성파의 주시를 계산하고 주시곡선을 비교해보았다. 이 실험에서 물 층을 제외한 초기 모델이 역산에 미치는 영향을 최소화하기 위하여 초기 모델은 실제 모델을 스무딩한 결과를 사용하였다.

$$error = \frac{\sum_{i=1}^{n_{grid}} |v_{true,i} - v_{inversed,i}|}{n_{grid}} \quad (13)$$

해당 연구에서 사용한 마모시 모델의 크기는 물 층을 제외하였을 때 1360x305이며 격자 하나의 크기는 10m이다.

4. 연구 결과

4.1. 얇은 물 층 모델

450m의 물 층을 가진 마모시 모델에 뭉크의 프로필을 실제 물 층에서의 탄성과 속도로 가정하여 이용하였다. 그리고 나서 마모시 모델에 대해 모델링을 수행한 후 다시 역산으로 속도 모델을 찾았다. 이 때, 초기 모델로는 실제 모델을 스무딩한 결과를 사용하였고 이 초기 모델에 실제 물 층의 탄성과 속도를 사용한 모델(Case 1)과 실제 모델을 스무딩한 결과에 물 층의 속도로 상속도를 사용한 모델(Case 2)을 사용하였다. Case 2에서 사용한 물 층의 속도는 1.5km/s이다. 역산 결과는 두 Case 모두 전체 주파수에 대한 역산을 20번 반복한 결과이다.

Figure 2와 Figure 3을 보면 Case 1의 결과가 같은 반복 수에 더 선명한 결과를 도출했다. 이러한 차이는 역산 모델의 하부로 갈수록 더욱 뚜렷해진다. 정량적 비교를 위해 식 (13)을 이용하여 오차를 계산하여 Table 1에 정리하였다. 이 때, 물 층의 속도는 다르게 지정했기 때문에 물 층은 제외하고 지층의 속도만 계산에 포함했다. 그 결과 Table 1에서 확인할 수 있듯이 실제 모델과의 차이가 Case 1에서는 110.4757, Case 2에서는 116.4328로 Case 1보다 Case 2가 더 컸다. 따라서 역산의 결과로 얻은 속도 모델을 비교했을 때 Case 1이 더 실제 모델과 비슷한 것을 확인할 수 있었다.

전체 매질의 2/3 지점에서 얻은 사이즈모그램을 비교해보면 Case

1과는 달리 Case 2에서는 잡음이 관찰된다. 또 Case 1은 반사파의 도착 시간을 정확히 찾아낸 것에 비해 Case 2는 반사파의 도착시간도 더 빠른 것을 확인할 수 있다. 하지만 사이즈모그램의 후기 시간대는 두 Case 모두 실제 모델과 잘 맞는 것으로 보아 기울기가 다른 것을 알 수 있고 따라서 Case 2는 속도 모델을 정확하게 찾지 못한 것을 확인할 수 있다.

마지막으로 실제 모델과 두 실험 결과의 주시 곡선을 각각 비교한 결과를 살펴보면 Case 1의 주시 곡선 개형이 실제 모델과 더 가까운 결과를 보이는 것을 확인할 수 있다. 정확한 비교를 위해 실제 모델과 역산 결과 모델의 주시의 차이를 계산하고 절댓값을 구해보았다. 그 결과 Figure 9와 같이 Case 1의 경우가 차이가 훨씬 적은 것을 확인할 수 있었다. 송신원에서 수직 아래 방향으로의 둘 다 차이가 0에 가까웠지만 수평 방향으로의 Case 1이 훨씬 작은 것을 확인할 수 있다.

	오차
Case 1	110.4757
Case 2	116.4328

Table 1. Differences between inversion results and real model calculated using eq(13) in shallow water case

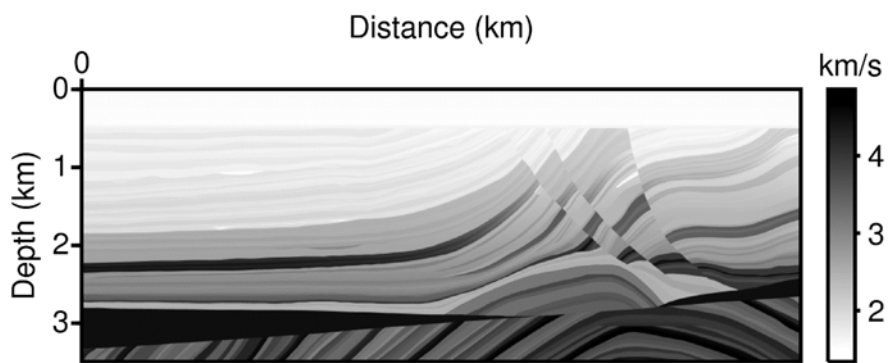


Figure 1. Marmousi model with seawater profile of Munk. This is used as true model in this research. The water depth is 450m.

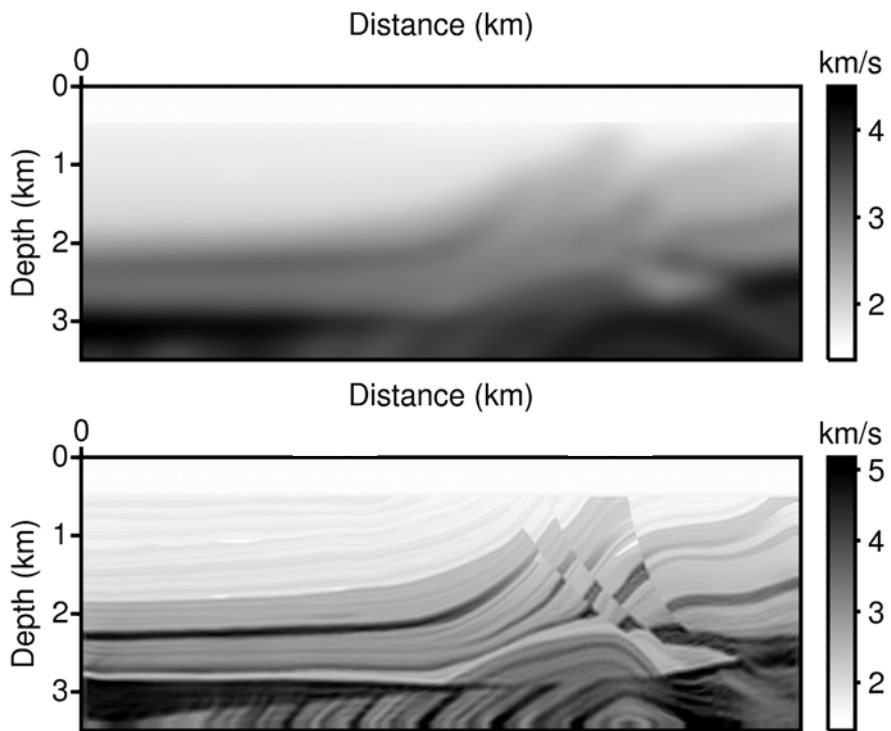


Figure 2. Initial model which is made with real seawater (top) and inversed model using the initial model with real seawater profile (bottom); Case 1 (Shallow case)

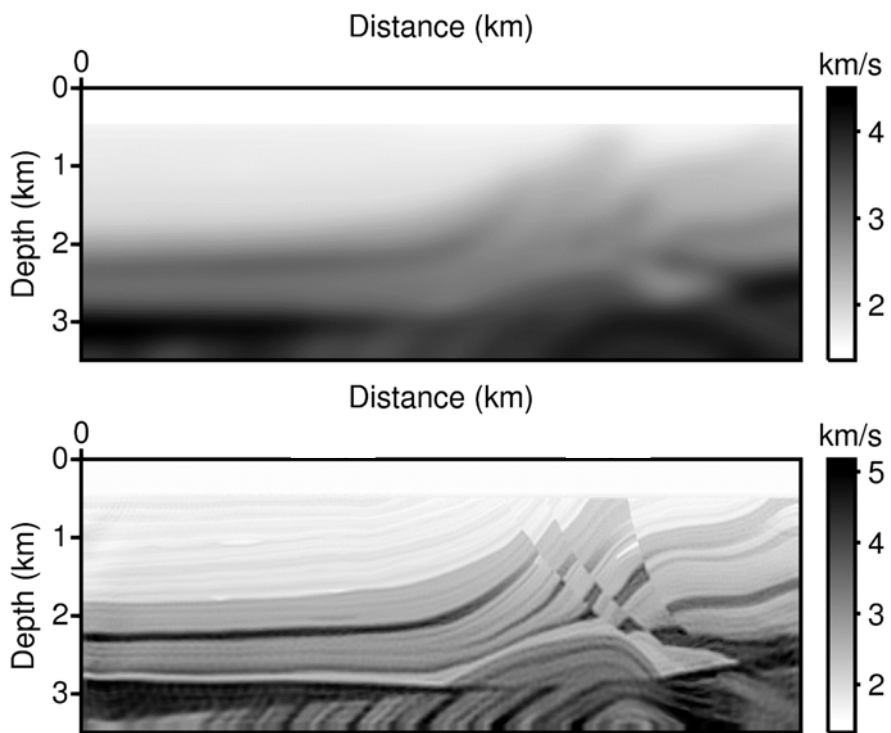


Figure 3. Initial model which is made with seawater of constant value (top) and inversed model using the initial model with seawater velocity of constant value (bottom); Case 2 (Shallow case)

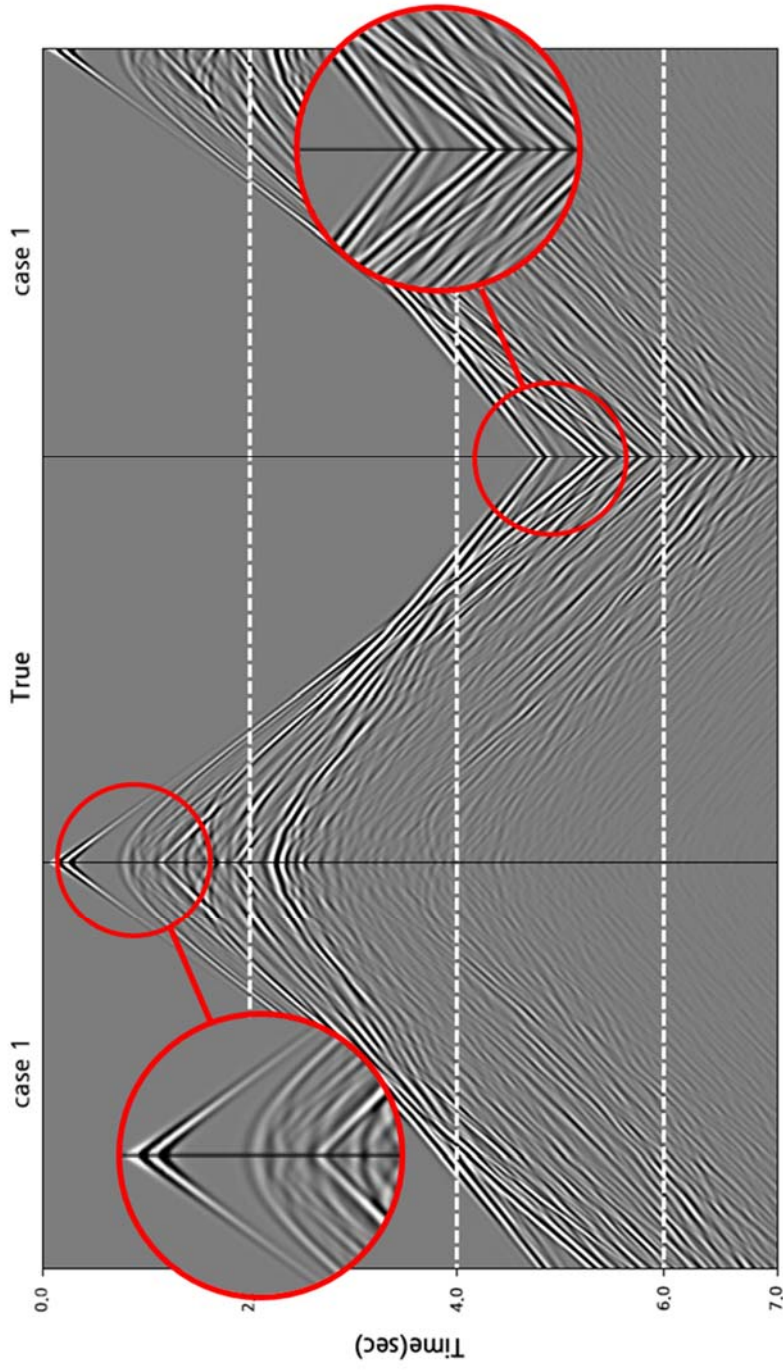


Figure 4. Seismogram of true model with seismogram of the first case on both sides. The source is located at $2/3$ point of the model. (Shallow case)

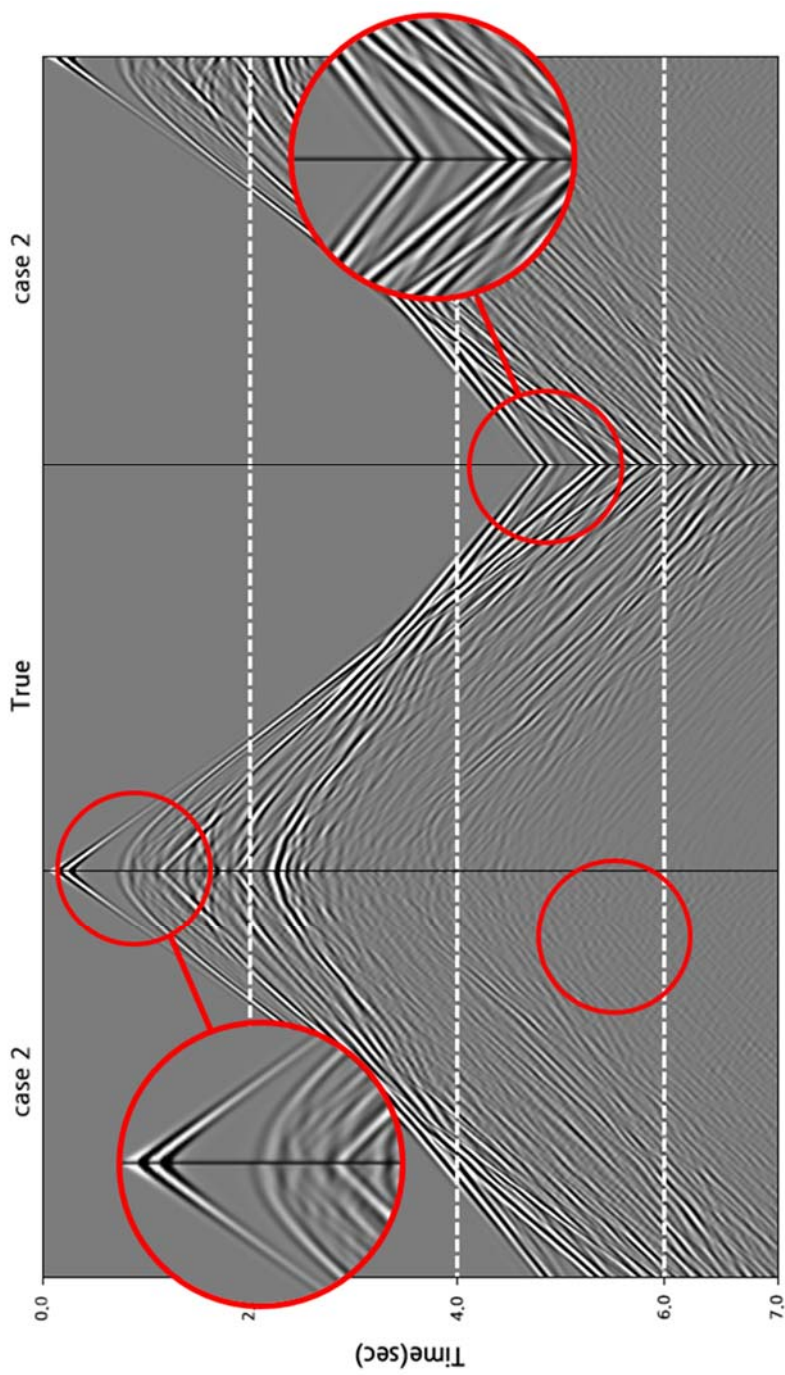


Figure 5. Seismogram of True model with seismogram of the second case on both sides. The source is located at 2/3 point of the model. (Shallow case)

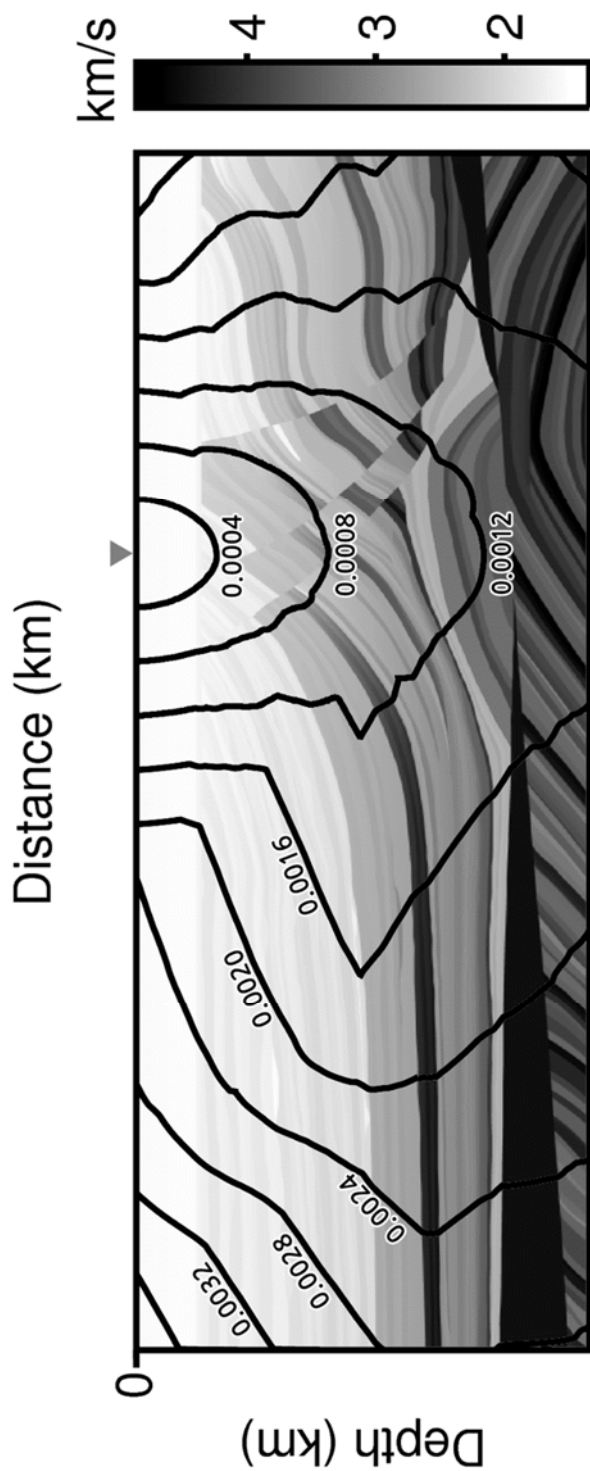


Figure 6. Traveltime curve when the source is located at 2/3 point of the model;
True model. (Shallow case)

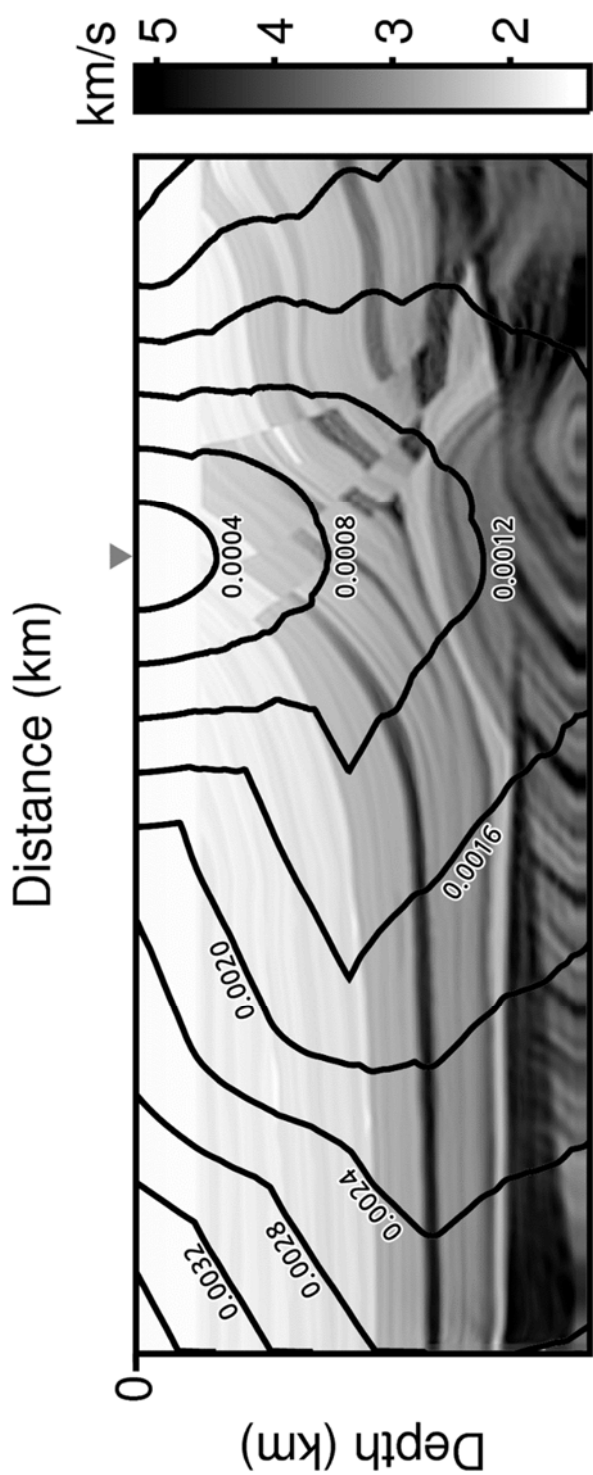


Figure 7. Traveltime curve when the source is located at 2/3 point of the model;
Case 1. (Shallow case)

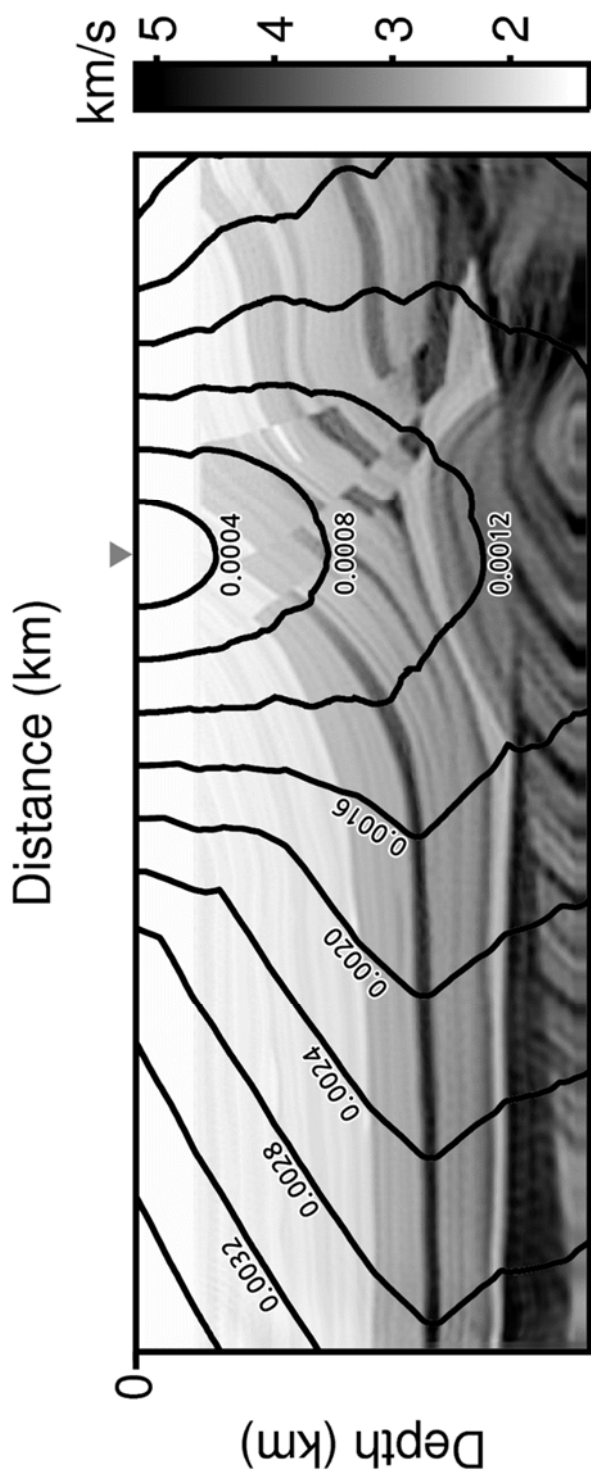


Figure 8. Traveltime curve when the source is located at 2/3 point of the model;
Case 2. (Shallow case)

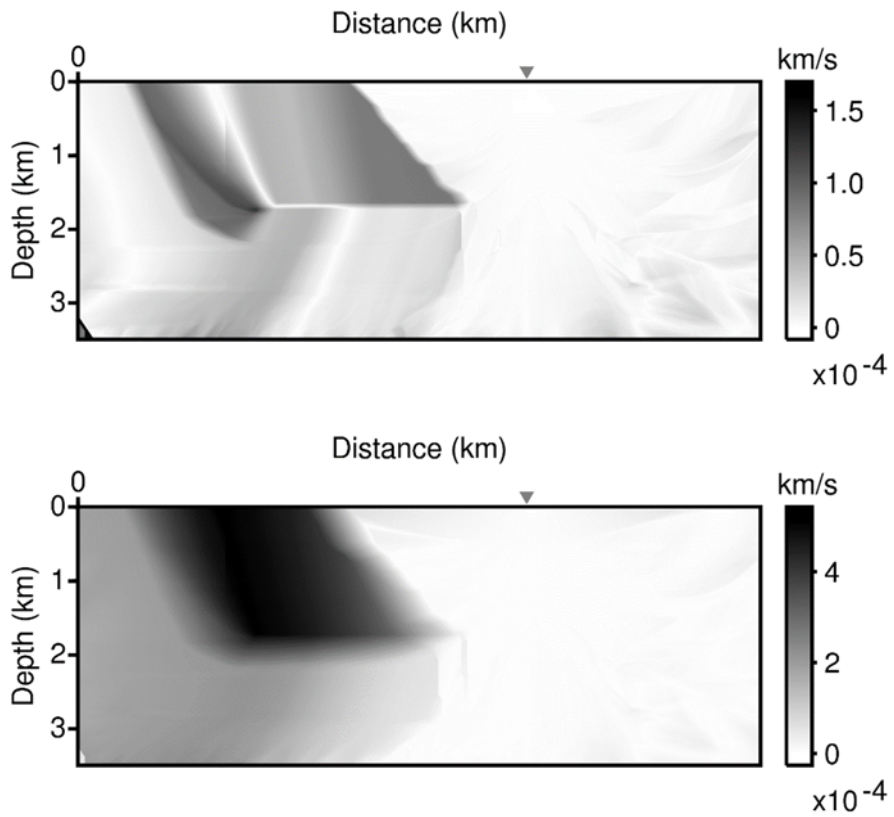


Figure 9. Difference of traveltime between true model and Case 1 (top) and difference of traveltime between true model and Case 2 (bottom). (Shallow case)

4.2. 깊은 물 층 모델

물 층의 두께가 더 두꺼울 때 물 층에서의 탄성과 속도의 영향을 관찰하기 위해 마모시 모델의 물 층을 1500m로 확장하였다. 그리고 앞의 경우와 마찬가지로 몽크의 프로필을 실제 물 층에서의 탄성과 속도로 가정하고 사용하였다. 그리고 나서 모델링을 수행한 후 다시 역산으로 속도 모델을 찾았다. 이 때, 초기 모델로는 실제 모델을 스무딩한 결과를 사용하였고 이 초기 모델에 실제 물 층의 탄성과 속도를 사용한 모델(Case 1)과 실제 모델을 스무딩한 결과에 물 층의 속도로 상속도를 사용한 모델(Case 2)을 사용하였다. 역산 결과는 두 Case 모두 전체 주파수에 대한 역산을 20번 반복한 결과이다.

Figure 10과 Figure 11을 보면 Case 1의 결과가 같은 반복 수에 더 실제 모델과 가까운 결과를 도출했다. 이러한 차이는 역산 모델의 하부로 갈수록 더욱 뚜렷해진다. 또한 두 Case의 차이가 물 층이 얇은 경우보다 더 큰 것을 확인할 수 있다. 정량적 비교를 위해 식 (13)을 이용하여 오차를 계산하여 Table 2에 정리하였다. 이 때, 물 층의 속도는 다르게 지정했기 때문에 물 층은 제외하고 지층의 속도만 계산에 포함했다. 그 결과 계산한 실제 모델과의 차이도 Table 2에서 알 수 있듯이 Case 1에서는 92.14255, Case 2에서는 119.7132로 Case 1보다 Case 2에서 더 컸다. 또, 물 층이 얇은 경우보다 물 층이 두꺼운 경우에 Case 1과 Case 2의 계산 값의 차이도 더 컸다. 따라서 역산의 결과로 얻은 속도 모델을 비교했을 때 Case 1이 더 실제 모델과 비슷한 것을 확인할 수

있었다.

전체 매질의 2/3 지점에서 얻은 사이즈모그램을 비교해보면 Case 1과는 달리 Case 2에서는 잡음이 관찰되며 그 잡음의 진폭도 물 층이 450m인 경우보다 더 큰 것을 확인할 수 있다. 또 Case 1에서는 반사파의 도착 시간을 정확히 찾아낸 것에 비해 Case 2에서는 반사파의 도착시간이 약간 지연된 것을 확인할 수 있다. 하지만 사이즈모그램의 후기 시간대는 두 Case 모두 실제 모델과 잘 맞는 것으로 보아 기울기가 다른 것을 알 수 있고 따라서 Case 2는 속도 모델을 정확하게 찾지 못한 것을 확인할 수 있다.

마지막으로 실제 모델과 두 실험 결과의 주시 곡선을 각각 비교한 결과를 살펴보았을 때 두 결과 모두 실제 모델의 주시 곡선과의 차이가 컸다. 정확한 비교를 위해 실제 모델과 역산 결과 모델의 주시의 차이를 계산하고 절댓값을 구해보았다. 그 결과 Figure 18과 같은 결과를 얻을 수 있었다. Figure 18을 보면 물 층이 얇은 경우에는 Case 1과 Case 2의 차이가 명확했던 것과는 달리 물 층이 두꺼운 경우에는 Case 1과 Case 2의 차이가 상대적으로 작았다. Case 1과 Case 2 둘 다 송신원의 수직 아래 방향으로서는 실제 모델과의 차이가 매우 작지만 수평 방향으로서는 실제 모델과의 차이가 큰 것을 확인할 수 있었다. 하지만 지층에서의 수평 방향 차이를 보면 Case 2보다 Case 1의 경우가 조금 더 실제 모델과 일치하는 것을 볼 수 있다. 이러한 모습은 송신원의 오른쪽 지층에서 더 잘 보인다. Case 1은 송신원을 기준으로 오른쪽 지층에서 차이가 거의 없었던 것에 비해 Case 2에서는 차이가

존재하는 것을 확인할 수 있다. 그리고 송신원을 기준으로 왼쪽에 있는 지층에서도 미미한 차이가 보이는 것을 확인할 수 있었다.

	오차
Case 1	92.1426
Case 2	119.7132

Table 2. Differences between inversion results and real model calculated using eq(13) in deep water case

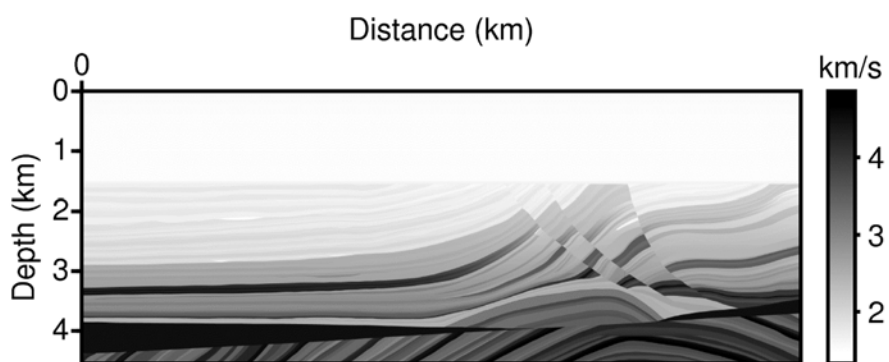


Figure 10. Marmousi model with seawater profile of Munk. This is used as true model in this research. The water depth is 1500m.

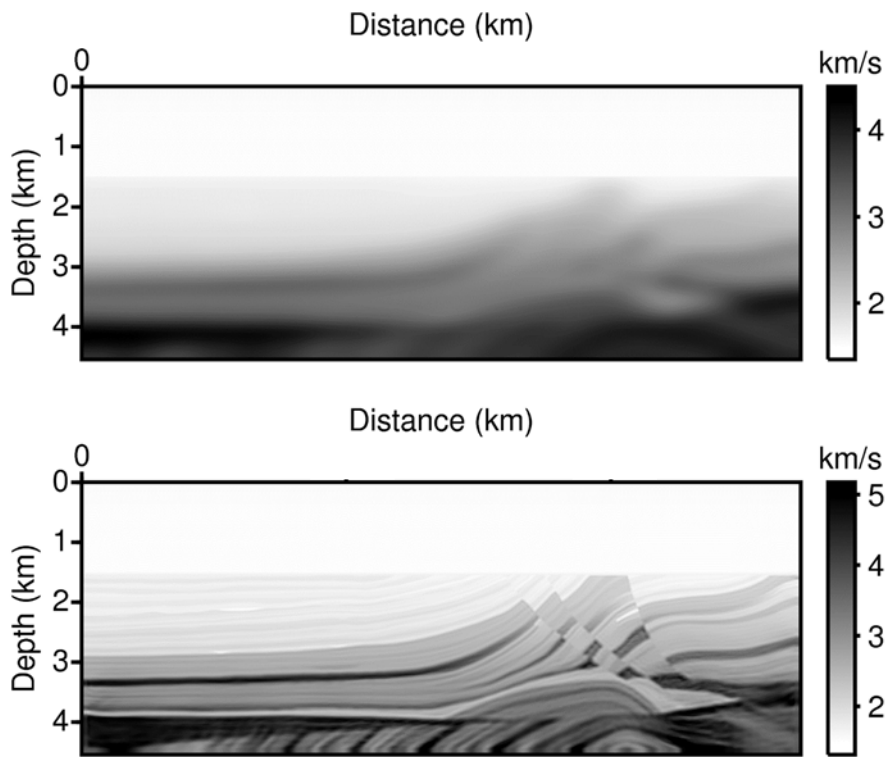


Figure 11. Initial model which is made with real seawater (top) and inversed model using the initial model with real seawater profile (bottom); Case 1 (Deep case)

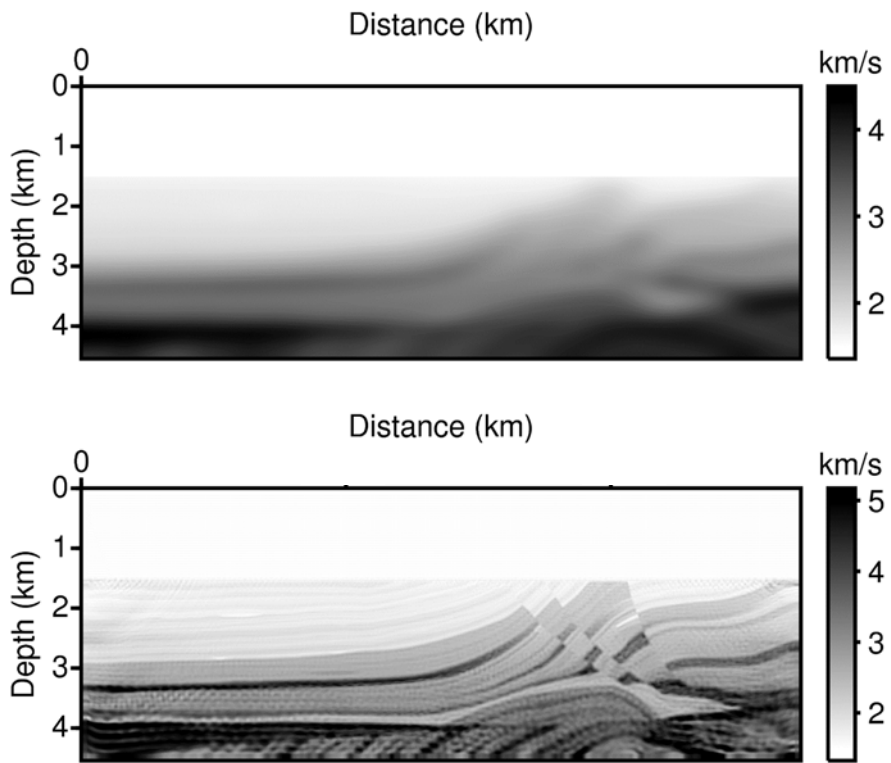


Figure 12. Initial model which is made with seawater of constant value (top) and inversed model using the initial model with seawater velocity of constant value (bottom); Case 2 (Deep case)

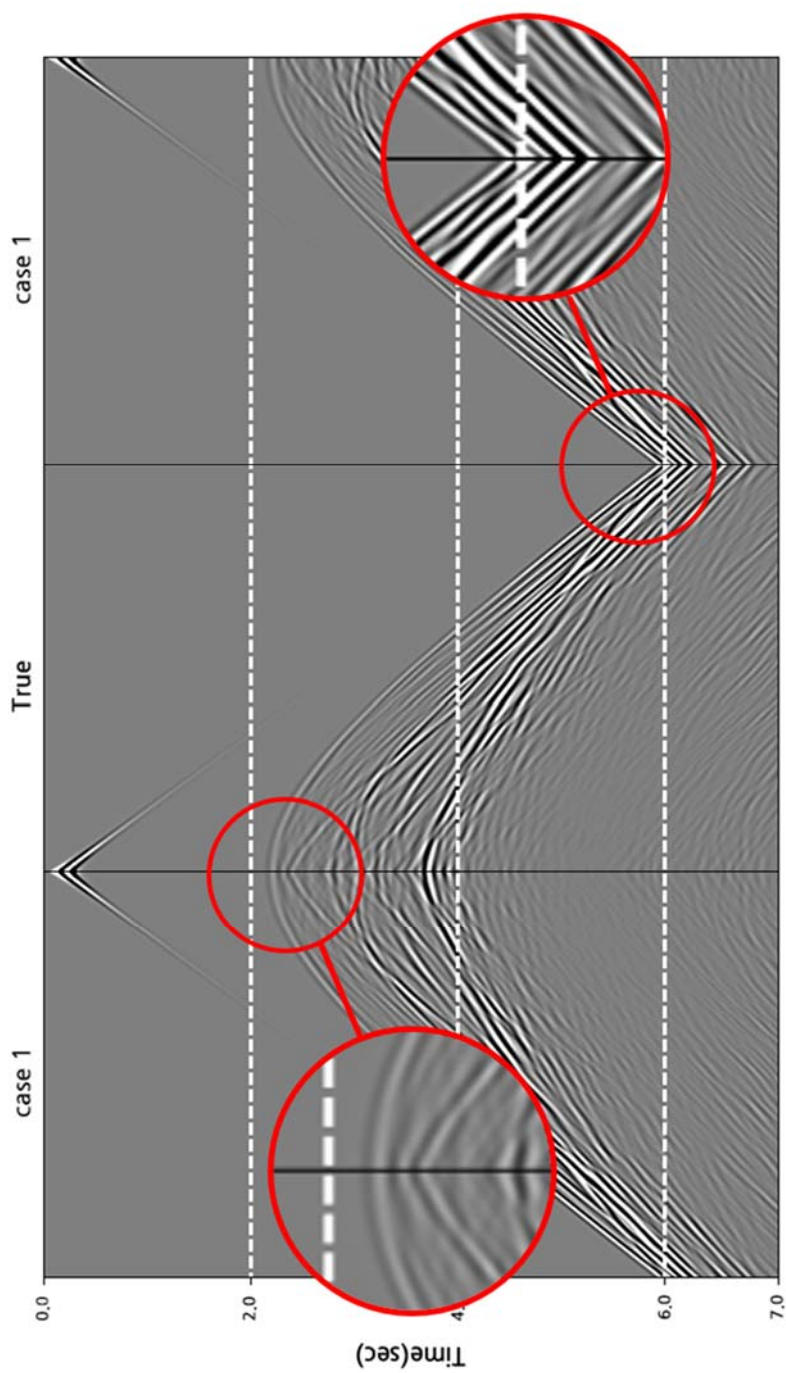


Figure 13. Seismogram of true model with seismogram of the first case on both sides. The source is located at $2/3$ point of the model. (Deep case)

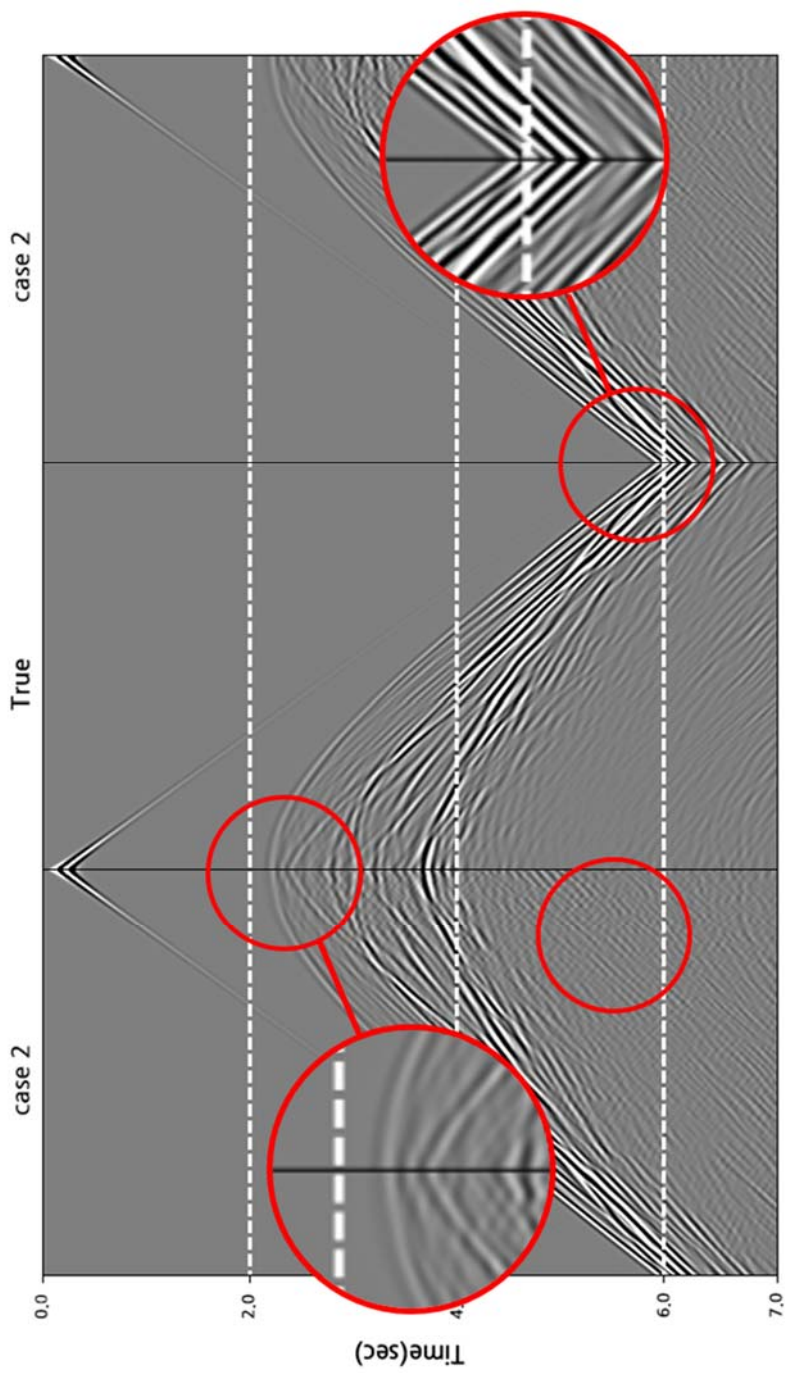


Figure 14. Seismogram of True model with seismogram of the second case on both sides.
The source is located at $2/3$ point of the model. (Deep case)

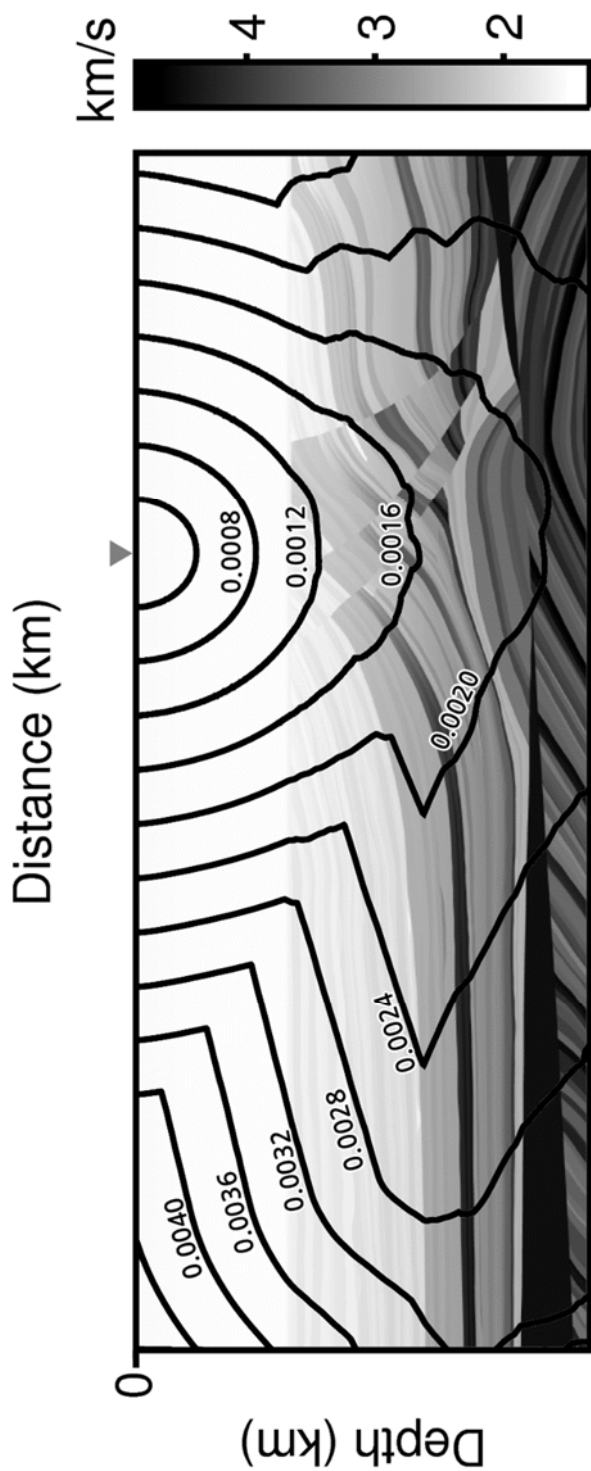


Figure 15. Traveltime curve when the source is located at 2/3 point of the model;
True model. (Deep case)

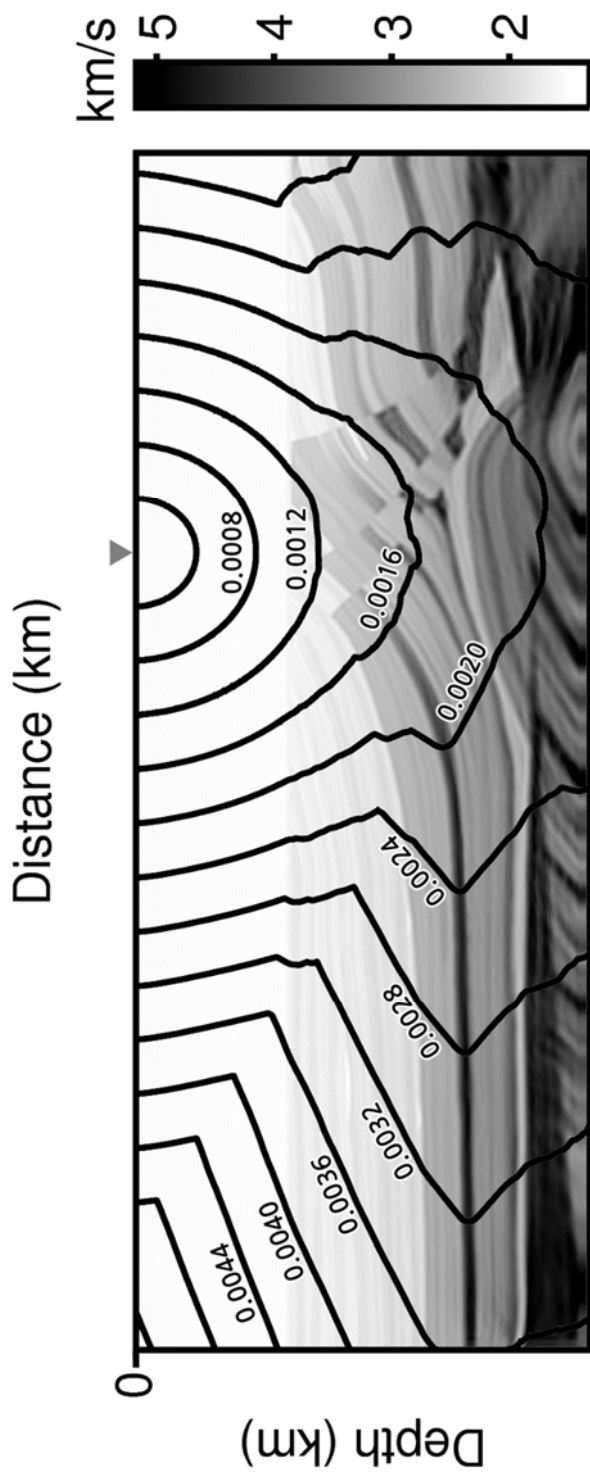


Figure 16. Traveltime curve when the source is located at 2/3 point of the model;
Case 1. (Deep case)

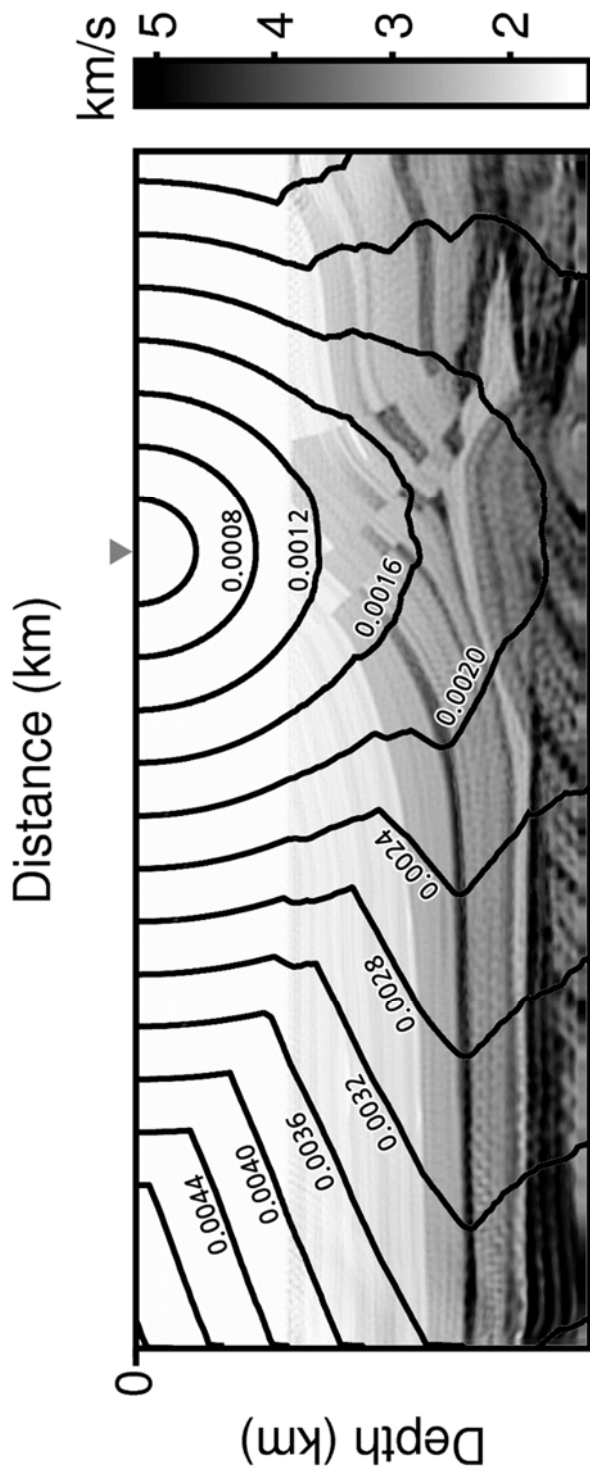


Figure 17. Traveltime curve when the source is located at 2/3 point of the model;
Case 2. (Deep case)

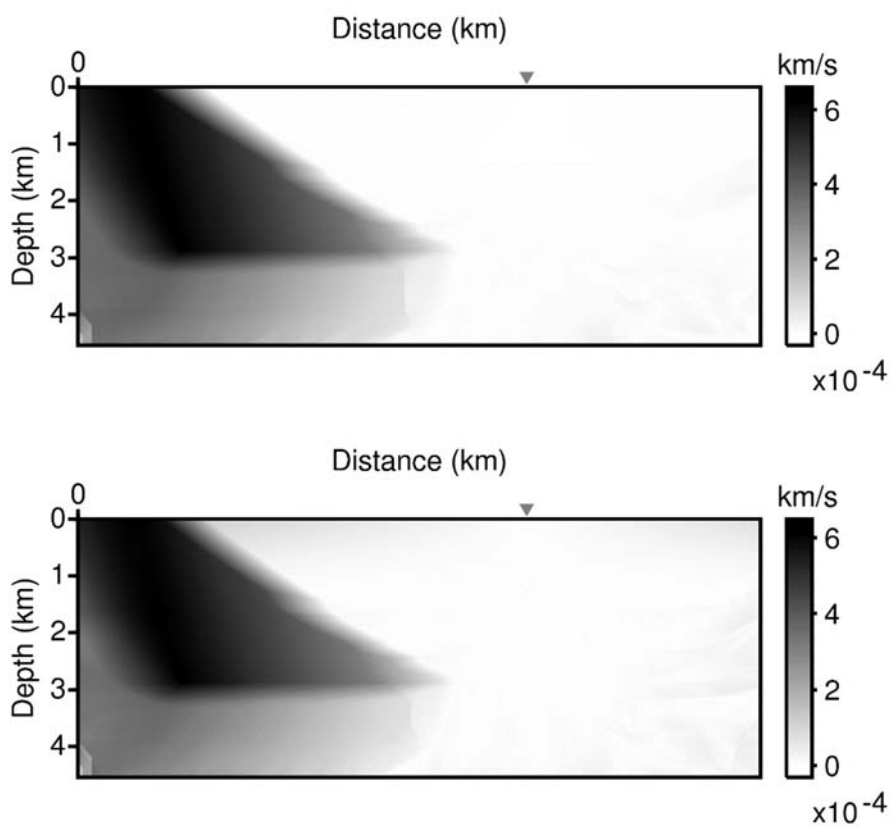


Figure 18. Difference of traveltime between true model and Case 1 (top) and difference of traveltime between true model and Case 2 (bottom). (Deep case)

5. 결 론

본 연구에서는 해양 탐사 자료를 이용하여 역산할 때 물 층 속도를 아는 것의 필요성을 보기 위해 초기 모델 속 물 층의 탄성과 속도를 다르게 정하여 역산해보았다. 먼저 해양에서의 탄성과 속도를 이론적으로 계산해낸 몽크의 속도 프로필을 실제 해양에서의 탄성과 속도라고 가정하였다. 그리고 두 가지 초기 모델 중 하나는 기존에 쓰던 방법인 물 층에서의 탄성과 속도를 상속도로 정하는 방법을 사용하였고 다른 하나는 실제 모델과 같은 해양 탄성과 속도 프로필을 물 층에서의 탄성과 속도로 사용하였다. 그리고 물의 깊이에 따라 받는 영향이 달라지는가 관찰하기 위해 물 층의 두께도 450m와 1500m의 두 종류를 사용하였다. 그 결과는 다음과 같다

실험 결과, 얇은 곳에서는 초기 모델의 물 층 속도를 상속도로 정해주는 경우보다 실제 속도를 사용한 경우에 더 속도 모델을 잘 찾아내는 것을 확인할 수 있었다. 또 물 층의 속도를 실제와 다르게 지정해줌으로 인해서 반사파의 도착 시간과 속도에도 차이가 생기는 것을 확인할 수 있었고 사이즈모그램 상에서의 잡음도 덜 나타나는 것을 확인할 수 있었다. 이것은 물 층에서의 실제 속도를 알고 있으면 역산 결과를 더 정확하게 찾아낼 수 있음을 의미한다. 그리고 물 층의 두께가 두꺼울 때는 물 층에서의 탄성과 속도로 상속도를 이용한 경우의 잡음이 더 큰 진폭으로 나타나는 것을 확인할 수 있었다. 이것은 물 층의 두께가 두꺼울수록 물 층의 영향을 많이 받기 때문에 진폭이나 지하 구조의 왜곡이 발생하기

더 쉽다는 것을 의미한다. 따라서 물 층의 두께가 두꺼울수록 물 층에서의 탄성과속도를 아는 것이 더 중요하다. 마지막으로 역산을 통해 얻은 속도 모델의 특정 위치에 송신원이 존재하는 경우에 대해 주시를 계산했을 때, 주시 역시 실제 물 층의 속도를 사용한 경우가 실제 모델과 더 유사한 결과를 찾는 것을 확인할 수 있었다.

본 연구에서 물 층에서의 탄성과 속도를 아는 것에 대한 중요성을 파악했다. 하지만 바닷물의 밀도는 깊이, 염도, 온도에 따라 변하는 복잡한 함수이다. 특히 염도나 온도는 계절이나 하루의 시간에 따라서도 변하며 지리학적 위치에 따라서도 달라진다. 따라서 해수의 물성이나 해수에서의 탄성과 속도를 직접 측정하기 보다는 해수의 물성을 이용해서 물 층의 속도 프로필로 사용하기에 타당한 속도 프로필을 얻는 방법이 연구되어야 한다. 이를 위하여 해수의 온도 및 염도의 분포를 알아내기 위한 해양에 대한 연구가 진행되어야 할 것이다.

6. 참고문헌

- Bertrand, A., and MacBeth, C. (2003). “Seawater velocity variations and real-time reservoir monitoring.” The Leading Edge, **Vol 22(4)**, pp. 351–355.
- Bunks, C., Saleck, F.M., Zaleski, S., and Chavent, G. (1995), “Multiscale seismic waveform inversion.” , GEOPHYSICS, **Vol. 60(5)**, pp. 1457–1473.
- Gray, S.H., and May, W.P. (1994), “Kirchhoff migration using eikonal equation traveltimes” , GEOPHYSICS, **Vol. 59(5)**, pp. 810–817.
- Han, F.X., Sun, J.G., and Wang, K. (2012), “The influence of sea water velocity variation on seismic traveltimes, ray paths, and amplitude” , Applied Geophysics, **Vol. 9(3)**, pp. 319-325.
- John M. Reynolds (2010), “물리탐사의 활용-원리 및 사례 중심으로” , 김지수 외 옮김, (주)시그마프레스, pp. 205–315
- Kim, Y., Cho, H., Min, D., and Shin, C. (2011), “Comparison of Frequency-Selection Strategies for 2D Frequency-Domain Acoustic Waveform Inversion” , Pure & Applied Geophysics, **Vol 168(10)**, pp. 1715–1727.

Kumar, J., Jangelme, G., and Barnes, S. (2015), “A New Way of Compensating for Water Column Variation by Velocity Estimation of Sea Layer” , 77th EAGE Conference and Exhibition 2015, Madrid, Spain, Session: Seismic Signal Processing Methods and Applications.

Lailly, P. (1983), 『The seismic inverse problems as a sequence of before stack migrations, in Conference on Inverse Scattering: Theory and Applications』 , pp. 206–220.

MacKay, S., Fried, J., and Carvill, C. (2003), “The impact of water–velocity variations on deepwater seismic data” , The Leading Edge, **Vol 22(4)**, pp. 344–350.

Munk, W.H. (1974), “Sound channel in an exponentially stratified ocean, with application to SOFAR” , The Journal of the Acoustical Society of America, **Vol 55**, pp. 220–226.

Pratt, R.G., Shin, C., and Hick G.J. (1998), “Gauss-Newton and full Newton methods in frequency-space seismic waveform inversion” , Geophysical Journal International, **Vol 133 (2)**, pp. 341–362.

- Pratt, R.G. (1999), “Seismic waveform inversion in the frequency domain, Part 1: Theory and verification in a physical scale model” , *Geophysics*, **Vol 64**, pp. 888–901.
- Shin, C., Yoon, K., Marfurt, K., Park, K., Yang, D., Lim, H.Y., Chung, S., and Shin, S. (2001), “Efficient calculation of a partial-derivative wavefield using reciprocity for seismic imaging and inversion” , *GEOPHYSICS*, **Vol 66(6)**, pp. 1856–1863.
- Shin, C., and Min, D. (2006), “Waveform inversion using a logarithmic wavefield” , *GEOPHYSICS*, **Vol 71(3)**, pp. R31–R42.
- Shin, C., Pyun, S., and Bednar, J.B. (2007), “Comparison of waveform inversion. Part 1. Conventional wavefield vs. logarithmic wavefield” , *Geophysical Prospecting*, **Vol 55**, pp. 449–464.
- Tarantola, A. (1984), “Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation” , *GEOPHYSICS*, **Vol 49(8)**, pp. 1259–1266.
- Virieux, J., and Operto, S. (2009), “An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics.” *GEOPHYSICS*, **Vol 74(6)**, pp. WCC1–WCC26.

Abstract

Influence of sound speed in water column on the frequency domain full waveform inversion

Yeorang Yun

Department of Energy System Engineering

The Graduate School

Seoul National University

When doing the ocean exploration, seismic waves pass through the water layer before reaching the stratum. Therefore, the recorded seismic waves are affected by the attribute of the water layer. However, when inversion is performed to obtain a velocity model of the oceanic strata, in most cases, the elastic wave velocity in the water layer is fixed to a constant value and inversion is performed without consideration of the elastic wave velocity in the water layer. This can distort the effect of the

water layer that the seismic waves received and adversely affect the inversion.

In this study, to verify the necessity for knowing the velocity of seismic waves in the water layer when the inversion is performed using ocean exploration data, it is assumed that the velocity profile of Munk is the actual velocity of water layer. Munk's profile is theoretically calculated seismic velocity in seawater, using the temperature and salinity of the seawater, which varies with depth. So the velocity profile of Munk is used as the actual velocity of the seismic waves in the water layer. Then the constant value and the actual velocity were used for the elastic wave velocities in the water layer of the two initial models. In order to compare the two methods, inversion was performed with the initial model using two methods. The results were compared using velocity model comparison, seismogram comparison for the source at a specific location, comparison of the travel time curves, and error comparison with the actual model.

From the results, it is confirmed that the result of inversion is better when the actual velocity is used as the elastic wave velocity in the water layer than when the elastic wave velocity in the water layer is determined using the constant value. Looking at the inversion results first, Case 1 is closer to the

actual model. In particular, the quantitative error of the velocity model is calculated as 110.4757 for Case 1, 116.4328 for Case 2 when the depth of water layer is 450m, and 92.1426 for Case 1 and 119.7132 for Case 2 when the depth of water layer is 1500m. It means that the error of Case 1 is respectively small than Case 2 regardless of the thickness of water layer. Also, the arrival time of the reflected wave observed in the seismogram fits better in Case 1, and the noise in the latter time period of Case 1 is also more similar to the actual model. Finally, the comparison of the traveltime curve shows that Case 1 is more similar to the actual model.

In this way, when inversing ocean exploration data, it is confirmed that if we know the seismic velocities in the water layer, the quality of the inversion results are better. In the future, oceanographic studies will be needed to obtain the profile which can be used as the actual velocity of the water.

The synthetic data used in this experiment is the Marmousi model.

Key word: Full waveform inversion, Water column, Ocean exploration, Initial model, Munk profile.

Student Number: 2015–22946